

1. はじめに

山地斜面における水の動向は、豪雨災害や水源かん養問題を解く上での基本事項であるが、我々には直接見ることが出来ない対象であるだけに、その機構の殆どがブラックボックスに置かれて検討されている。要はインプットとしての雨量と、アウトプットとしての流出量との間に数量的なつじつま合わせが行われて、その間の関係が精度良く、しかも簡潔に表示できる数式モデルの案出が望まれているようである。この場合、モデルと現実の土層や風化層の物理的構成との間のチェックが必要なのであるが、十分には行われず、往々矛盾のある議論も行われているように感じられる。筆者はこれまで土壌や風化層の断面構成と孔隙組成とを調査する多くの機会に恵まれ、ある意味ではブラックボックスの部分的な解明に役立つ知見を有しているとも考えられるので、それに若干の実験結果をまじえて、山地斜面における土中水の動向を検討することにしたい。

2. 基本事項

2. 1 孔隙区分 : 土壌および風化層の孔隙を pF 値と孔隙径によって次のように区分する。

(区分)	(pF)	(等量孔隙径 mm)	(特性)
巨大孔隙	< 0	> 3 mm	他より低密度であるが連続した自由水パイプとして分布。
大孔隙	$0 \sim 0.7$	$0.6 \sim 3$	自由水孔隙、導・排水機能大、浸透能への影響大。
中孔隙	~ 1.7	$0.06 \sim$	毛管張力を受けながらも重力水孔隙としての性格大。
小孔隙	~ 2.7	$0.006 \sim$	毛管張力孔隙としての性格大、時に pF 3 までを含める。
細孔隙	> 2.7	< 0.006	重力水としての動きが期待されない孔隙。

2. 2 簡易な排水実験 : 上記の孔隙組織の水の動向、とくに排水特性を明らかにする目的で、次の実験を行った。

a) 土性と厚さを異にする円筒土層からの排水実験 : 長さを異にする円筒 (内径 125 mm の塩ビパイプ) 内に砂 (粒径 0.4 mm と 0.3 mm の 2 種) とシルトとを詰め、これを完全に飽水した後に pF 2.7 の吸湿板の上に置き、脱水させ、重量の時間変化を計量した。

円筒内の土層に残る貯溜水量の減少状況 (時間経過) を図-1 (1) (2) (3) に示している。近似的に 4 cm 厚さの円筒で 2 分程度で排水される孔隙が大孔隙、20 分程度で排水される孔隙が中孔隙、それ以後の排水を細孔隙とみてよいので、この状況から孔隙組成を類推すると、0.4 mm 砂層は大孔隙優占、0.3 mm 砂層は中孔隙優占、中・小孔隙優占の土層と判断される。一般的な土壌では土層厚が大になるほど吸引圧の勾配が減少し、さらに、抵抗長は長くなるので、排水時間は極端に長くなることが予想され、この実験でもシルトの場合はそれに合致している。しかしながら、砂層の場合は、排水遅れの比率は土層厚の倍数比率よりも小さく、毛管ポテンシャル勾配と抵抗との影響が打ち消されていることが認められる。水槽内に溜められた自由水のように、水位が高まるにつれて下端部の水圧が増し、排水速度が大きくなるためと考えられる。大・中孔隙網内の水には、自由水に近い圧力の伝達が行われて、水位が変わるオリフィスに似た加圧排水が行われているものと想定される。これに対して小孔隙が

多い土壌層では、圧力の伝達が必ずしも十分ではなく、マトリックポテンシャルに比例した水の動きが優先していることが想定される。

ｂ) 下端の排水条件を異にした場合の排水実験 : 同一の厚さ、土性の飽和土壌層に対して、①吸湿板接続、②自由水面接続、③フィルム状薄層流接触、④滴下 の4条件で排水させたところ、かなり異なった様相の結果を得た。図-1(4)に20cm高の円筒砂層(粒径0.3mm)内での残存貯溜水の時間経過を、図-2に24時間後の円筒内の水分状況を示す。

吸湿板でサクション与えた条件のものが最も早く排水され、自由水面に接する場合がこれについて、下端飽和に対応した水分条件に落ち着いたことは想定どおりであったが、フィルム流排水と滴下排水が極端に遅く、20時間経過後も、なお8~12cm高の飽和帯を残していることは、予想以上の遅れで

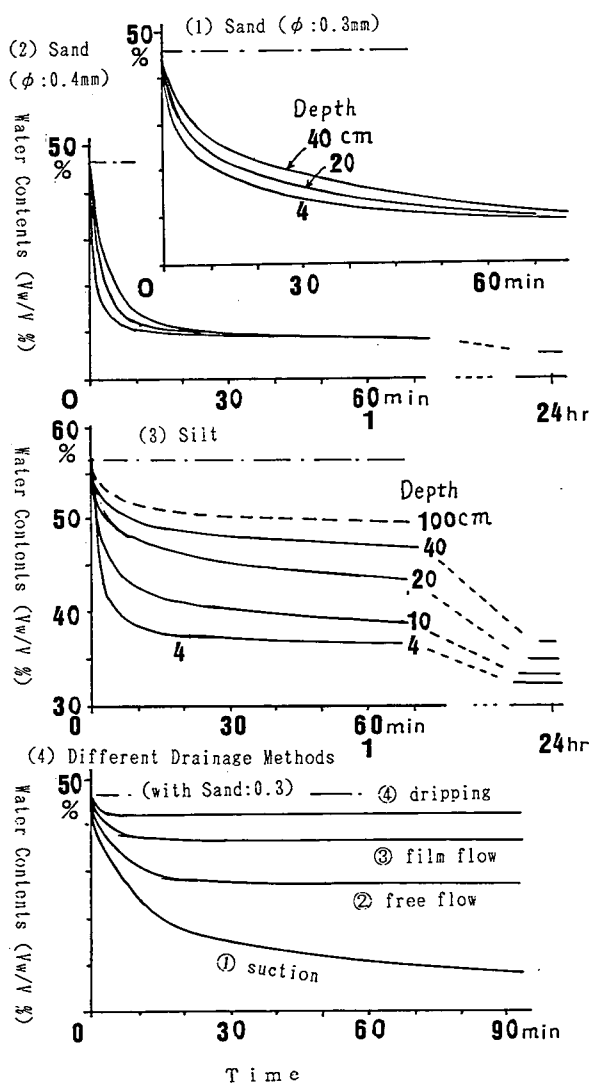
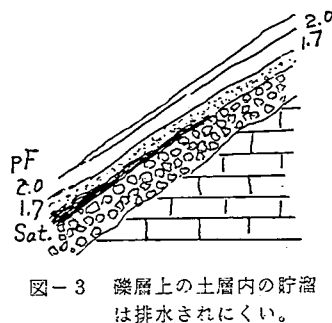
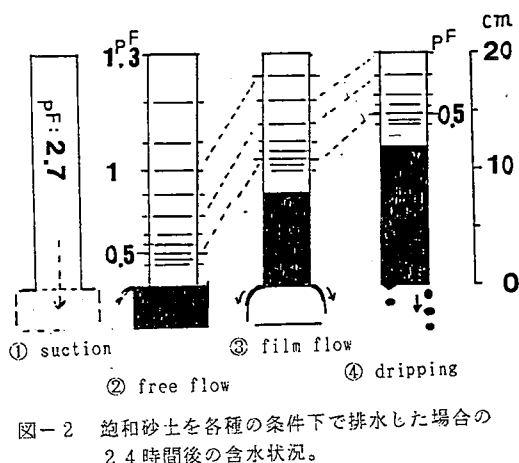


図-1 各種の条件下で排水した土柱貯溜含水率の時間変化。



あった。後二者の場合下端面で表面張力が働き、これが10 cm高も飽和体を支えているわけであるが、砂屑でさえこのような傾向を示すことは、シルト、粘土の通常土壌層の場合、さらに規模の大きい飽和帯を形成することが想定される。土壌内の貯溜水は負圧の状態で保持されているのであるが、これが再び自由水に戻るためには、かなりの抵抗が働くものとみてよい。

2. 3 土壌層断面内での孔隙組織から想定される水分移動の状況 : 概括的にみて、大孔隙網を経由する急速な水の動き(重力水)と、小孔隙網を経由する相対的にゆっくりとした水の動きとに分けられる。中孔隙この両者の中間的な性格の存在と考えられる。

大孔隙移動: 強い大量の雨が供給された場合に発現する移動と考えてよい。この流出は大孔隙の管壁が濡れれば発生するので、大孔隙間の土塊内が不飽和であっても(土塊内への浸透速度よりも雨量強度が大きい場合)、飽和の状態であっても機能するのが特徴であろう。雨量強度がそれほど大きくなければ管壁のみを流れるが、大となれば管内一杯の流束となって急速に水を移動させることができるなど弾力的な機能を持っている。雨が強ければ強いほど、大きな導水、配水、排水能力発揮するなど、伸縮自在の機能を持つ孔隙組織と考えられる。この大孔隙網の分布は部分的に粗密があり、断続もあるが、全般的には広く連続しているものと考えてよいようである。風化層ないしは土層下部には、さらに巨大孔隙網が発達して急速な水分移動を可能にしているが、豪雨時に巨大孔隙が水で飽和されると、大きな自由水圧を生じて、斜面の崩壊に結びつくことも考えられている。

小孔隙移動: 小雨時の浸透水の移動や、大雨時の大孔隙移動終了後の土壌内貯溜水の移動は、この小孔隙網を主体としたマトリックポテンシャルに対応した移動になると考えられる。現実には大雨に見舞われる確率は低いので、平常の土中水の移動では、むしろこの機構が主体になるものとみてよい。この場合、大孔隙の大部分と、中孔隙の一部は空隙となっているので、いわゆる不飽和浸透と呼ばれる現象がこれに該当しよう。ただ一口に不飽和流れといっても、多量の中・小孔隙貯溜の加算によって加圧されて重力流が主体になっている場合と、毛管張力の較差による吸引流の場合、両者の中間の場合とがあって一様ではないようである。毛管孔隙網の先端部(下端部)付近では水の集積によって中孔隙飽和帯、

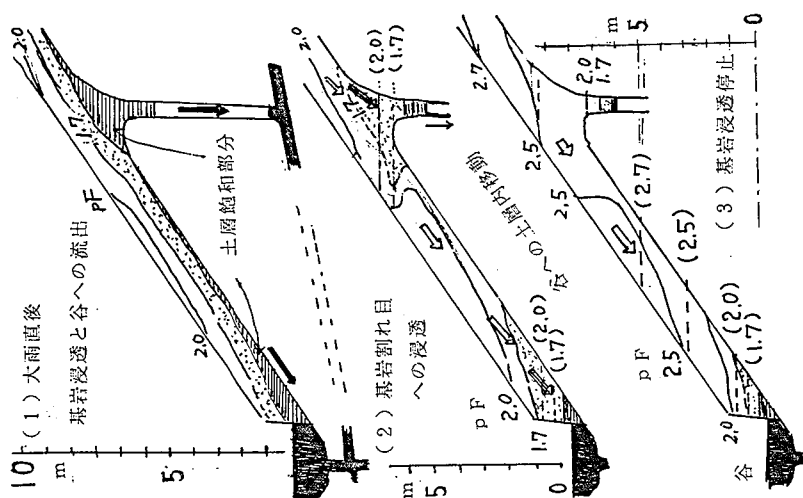


図-4 山地斜面における土壌水分の変化

さらには大孔隙飽和帯が形成されて自由水化が行われていることになる。なお、土壌層内での中・小孔隙網は、表層A₁層での一部の団粒を除くと、すべてが連続しているものと考えてよいようである。

3. 山地斜面土壌での水の動向

3.1 崖錐（崩積土層）：図-3に模式的示すように、多孔質の礫層上に土壌層が堆積する場合には、排水が良すぎて、水持ちが悪いのではないかと予想されていることが多い。この土壌層から礫層への排水は滴下かフィルム流出によるはずであるので、上記の実験例から解釈すると、かえって過湿状態を形成する場合もありうることになる。集中豪雨などの場合、高い透水係数を示して大きな排水機能を発揮するはずである礫層が、平常時にはかえって排水のブレーキになるわけで、大雨時の高い透水性が平常時には逆転することがあることを物語っている。

3.2 斜面上での浸透水の吸い込み：斜面上の土壌の下には、基岩の割れ目があり、そこから土壌貯溜水が地下水帯へと移動していることが考えられる。割れ目には若干の土粒子が入り、土壌層との連続帯となっていることが見いだされるが、図-4に示すように、やがては中空の裂かとなり、地下水帯に接続していることになる。この間、土粒子充填部分から下の割れ目への自由水化は前記のように、かなりゆっくりと行われることになるものと想定される。細土に富む破碎帯のような割れ目では、深部まで、さらには地下水帯にまでも土層体が連続して、相対的にスムーズ、かつ長期的な地下水帯への水移動が期待されるが、土粒子に乏しい、細長な割れ目では、浸透が遅いため、せきかく上部の土壌層に用意されていた貯溜水も、斜面に沿って下方の土壌層へと拡散し、割れ目への浸透も停止するものと考えられる。一般に豪雨時の地中水は中間流として側方に移動し、その後の貯溜水は鉛直浸透するものと考えられているが、降雨終了後の貯溜水の移動も、斜面上での基岩への浸透が必ずしも十分でないため、斜面に沿った動きを示す可能性が高いことを示唆している。一般に、斜面上部に乾性の土壌型が、下部に湿性の土壌型が分布しているが、その事由をこのへんに求めることが出来そうである。

3.4 谷部での自由水化：図-4に示すように斜面下部の土壌の飽和帯は、直接、谷の自由水面に接触している機会が多いため、谷部での斜面貯溜水の自由水化は、斜面の基岩割れ目への侵入よりもスムーズに行われるものと考えられる。上記のように斜面上の基岩への浸透は必ずしも十分でないので、土壌貯溜水は中間流出終了後も斜面下方へ、あるいは凹所へと移動することになるが、谷部の土層が大孔隙に富み、自由水化が容易なことから、移動は比較的順調に行われているものと想定される。なお、斜面の下端部で自由水化が行われている条件下では、局所的に飽和帯が分布するため、少なくともその上部1mの間にはpF2以下の湿潤帯が、5m上方まではpF2.7以下の有効水分帯が常時的用意されていることになって、土壌は斜面の平均の水分状態よりもかなり高い含水状態にあると判断される。よくライシメーターなどで10m～20m程度の斜面長を採り、これを現実斜面の模型として水収支などが検討されているが、現実のものよりも湿潤環境下での実験であることに留意すべきであろう。

4. おわりに

土層内の水の動きは、以上述べたように複雑であるが、貯溜水の残留含水率は、総合的には、孔隙組成（大・中・小孔隙の量と率）に対応した指数（減衰）曲線になるものと想定される。斜面上の土壌に応じて、この曲線が定まれば、実効降雨、降雨後の水量上昇流出量の予測等に役立つ基準が得られるものと考えられる。